

天山乌鲁木齐河源 1号冰川致冷效应的小气候观测

张东启^{1,2}, 明 镜³, 魏文寿²

(1 中国气象科学研究院, 北京 100081; 2 中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所, 新疆 乌鲁木齐 830002)

3 国家气候中心, 北京 100081)

摘 要: 高山冰川以其下垫面的致冷效应形成独特的冰川小气候。为研究冰川小气候特征, 2007年7月在天山乌鲁木齐河源1号冰川表面及末端冰碛上架设5台自动气象站, 并进行了为期一个月的基本气象要素的观测。以观测数据为基础, 描述和分析了与冰川致冷效应有关的冰川区温度与湿度变化特征、冰面逆温、温跃现象、冰川风现象, 并就冰川致冷效应对局地对流性降水的可能影响进行了初步分析。

关 键 词: 天山乌鲁木齐河源1号冰川; 小气候观测; 致冷效应

中图分类号: P463.25 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-6060(2011)03-0449-09(449~457)

山地冰川与周围裸露山坡、冰碛物、草原草甸等相比, 具有热传导率低、反射率大、热发射率高、表面水汽含量低等特点, 使冰川表面产生致冷效应, 并由此引发了冰川下垫面不同于周围其它性质下垫面的局地小气候效应^[1-7]。理论上讲, 正是这些小气候效应使得冰川改变了大气下垫面的温度和湿度状况, 并通过影响上层大气的温湿场和风场而对高山区的降水产生了一定程度的影响^[6-9]。对山地冰川小气候的研究工作主要集中在冰面微气象观测^[10-16]、冰川区降水观测与校正^[17-19]、冰面能量平衡观测^[20-23]等方面。但是山地冰川作为气候系统的一部分, 对山区气候的作用, 尤其是对高山区降水量的影响却较少有人涉及。本文主要侧重于对高山区降水可能产生影响的冰川小气候效应方面的观测与研究, 如冰川与非冰川之间的温跃现象、逆温现象、冰川风以及冰川区的温度和湿度特征和降水量的变化等。

1 资 料

2007年7月15日~7月17日, 先后在天山乌鲁木齐河源1号冰川表面和冰川周围架设了5台相同型号的自动气象站(图1)。自动气象站的编号分

别为 S₁—S₅ 其中, 自动气象站 S₁ 位于1号冰川东支末端前缘的冰碛上, 距离1号冰川东支末端50 m, 海拔高度3740 m, 下垫面为岩石和砂土。S₂ 位于距离1号冰川东支末端约500 m的冰碛垅上, 海拔高度3733 m, 下垫面为高山草甸。S₃ 和 S₄ 安装在1号冰川东支中部海拔3881 m处的冰面上的同一个支架上, 距冰川末端约500 m, 下垫面为裸露的冰面。两个自动气象站的传感器上下垂直排列, S₃ 位于上层, S₄ 位于下层。S₅ 位于冰川平衡线附近, 距冰川末端约800 m, 海拔高度为3980 m, 下垫面为积雪。S₁、S₂ 和 S₃ 自动气象站具有温度、湿度、

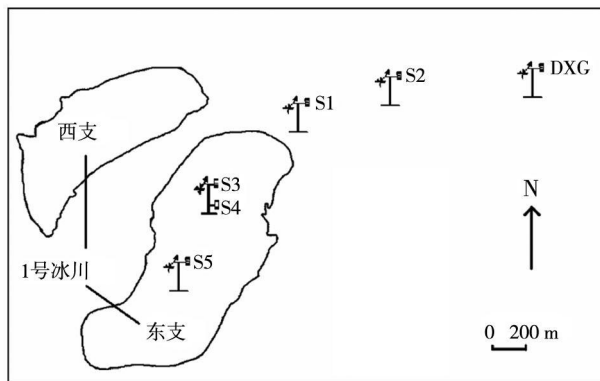


图1 自动气象站位置示意图

Fig.1 The sketch map of AWS sites

* 收稿日期: 2010-09-24 修订日期: 2010-12-14

基金项目: 中国沙漠气象科学研究基金(S92006008) 中国气象科学研究院基本科研业务费专项基金(2007Y005)资助

作者简介: 张东启(1971-), 男, 山东昌邑人, 副研究员, 主要从事冰冻圈变化的观测研究, E-mail: zhangdq@cma.cn

气压、太阳辐射、风向、风速等传感器, S₅自动气象站与前三个自动站相比, 缺少太阳辐射传感器, 而 S₄自动气象站仅具有温度、湿度传感器。除 S₄外, 其它各个自动气象站的各种气象传感器安装在距离地面 (或者冰雪面) 1.5 m 的高度上, 而 S₄的温度、湿度传感器安装在距离冰面 0.5 m 的高度上。

自动气象站每 5 min 采集一组数据, 包括 5 min 平均值和极值以及极值出现的时间等信息。5 个自动气象站的数据采集时间从 7 月 15 日 16 :00 (北京时间, 下同) 到 7 月 17 日 17 :00 不等, 而结束时间也在 8 月 16 日和 8 月 17 日的不同时间, 为了便于统一计算和比较, 本文中使用的气象数据全部统一到从 7 月 18 日 0 :00 起, 到 8 月 16 日 23 :55 止, 共 30 d 的观测资料, 其中每台自动气象站采集到 8 640 组 5 min 平均值数据。另外本文中还引用了新疆气象局大西沟气象站 (以 DXG 表示, 海拔 3 539 m) 2007 年 7~8 月份部分自动气象站的数据, 尽管两种自动气象站类型不同, 但经过 24 h 的对比观测 (8 月 16 日 17 :38~17 日 17 :38 每分钟采集一组数据), 1 440 组数据的比较显示, 与大西沟自动气象站数据相比, 本项目所采用的自动气象站温度平均读数偏高 0.17℃, 相对湿度读数平均偏低 0.64%, 24 h 记录的降水量分别为 2.03 mm 和 2.2 mm, 上述偏差不影响本文所涉及数据的分析结果, 因此对引用的大西沟自动气象站的数据未做任何订正。

2 结果与讨论

2.1 温度

从 7 月 18 日~8 月 16 日共 30 d 的观测期间 (这段时间冰川正处于消融期内), 所有自动气象站

观测到的气温在绝大多数情况下都在 0℃以上, 其中非冰川下垫面上的三个站 0℃以上的气温比例超过 90%, 而冰川下垫面上的三个站则在 85%~90% 之间 (表 1)。从高山草甸到接近冰川平衡线处离地面高度都为 1.5 m 的五个气象站平均气温 $DXG>S_2>S_1>S_3>S_4>S_5$ 表明从冰川谷地到冰川上部平均温度逐渐降低。从温度的波动幅度看, 非冰面下垫面上自动气象站的温度波动要大于冰川下垫面上自动气象站温度的波动幅度。如 DXG、S₂ 和 S₁ 三个自动气象站一个月的温度标准偏差分别为 4.01、3.74 和 3.76 而 S₃、S₄ 两站的标准偏差分别为 3.06 和 2.73 说明越接近冰川上部温度波动越小。为了更深入了解不同下垫面的温度变化特征, 按照当地日出和日落的时间划分白天和夜间, 即以 8 :00~20 :00 为白天, 以 20 :00~次日 8 :00 为夜间, 对各个自动气象站之间的温度进行统计, 可以看到: 非冰川表面各站点的白天、夜晚和昼夜温差接近冰川表面各站点的 1.5~2 倍, 昼夜温差基本上随海拔的升高而降低, 最高值是位于高山草甸上的 DXG 站, 昼夜温差达 3.82℃, 最低值是位于冰川平衡线附近的 S₅ 昼夜温差仅 1.52℃。而处于同一地点的两个自动站则位置低的比位置高的昼夜温差更大。这些都表明不同性质下垫面辐射特征存在较大的差异。而基本位于同一海拔高度的 S₁ 比 S₂ 昼夜温差要大一些则可能是受到所处位置和地形的影响。

2.2 冰面逆温现象

逆温现象是指近冰面空气层中温度的垂直分布随高度而递增的现象。这种逆温现象是由冰雪下垫面较强的反射率、长波辐射能力以及冰面蒸发耗热等因素引起的^[35]。逆温现象的强弱与云量、风速

表 1 自动气象站描述及温度统计
Tab. 1 Description of AW Ss and their temperature statistics

自动站编号	DXG	S ₂	S ₁	S ₃	S ₄	S ₅
海拔高度 /m	3 539	3 733	3 740	3 881	3 881	3 980
下垫面特征	高山草甸		岩石和砂土		裸露的冰面	
传感器距地面高度 /m	1.50	1.50	1.50	1.50	0.50	1.50
白天平均温度 /℃	8.86	7.23	7.11	4.81	4.17	3.89
夜间平均温度 /℃	5.04	4.38	4.12	2.57	1.86	2.37
观测期间平均温度 /℃	6.96	5.81	5.62	3.69	3.02	3.13
观测期间昼夜温差 /℃	3.82	2.84	2.98	2.25	2.32	1.52
大于 0℃数据比例 /%	96.20	94.60	92.40	87.20	85.40	87.90
标准偏差	4.01	3.74	3.76	3.06	3.00	2.73

等天气因素有关。云量多、风速大,则温度梯度减小,反之增大。逆温现象是冰川致冷效应的反映,以前的研究指出,夏季1号冰川冰面附近(1.5 m以下)的温度梯度相当于一般自由大气的200倍以上^[4]。

为了研究冰川表面不同高度上的气温差异,在1号冰川东支海拔3 881 m处的冰面上的同一个支架上安装S3和S4两个自动气象站,S3和S4的各种气象传感器分别安装在距离冰面1.5 m和0.5 m的高度上。从图2可以看到,上下层气温差异非常明显。统计结果显示,绝大部分时间(98.03%)上层气温高于下层气温,即从冰面到冰面上空至少

1.5 m处几乎整个观测时段都存在非常明显的逆温现象。30 d的观测数据表明,上下层之间平均温差为0.67℃。上下层之间日平均气温之差最小为0.11℃,最大为1.61℃,而5 min平均气温数据显示上下层之间的温度差异最大达到4.6℃。逆温现象受云量的影响很大,晴天冰面上逆温现象明显,如7月20日和8月14日上下层之间日平均温差为1.03℃和1.61℃;而降雪天或者阴天冰面上逆温现象减弱,如7月28日和8月12日上下层之间日平均温差分别为0.25℃和0.49℃(图3),反映无水汽影响时冰面蒸发耗热对逆温现象贡献较明显。

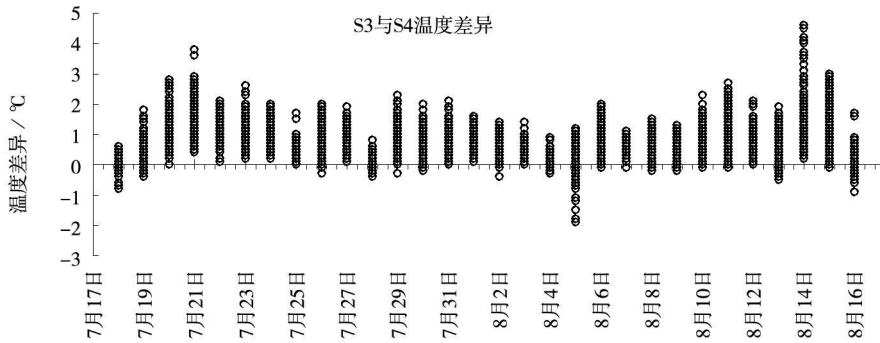


图 2 冰面逆温现象
Fig 2 Temperature inversion on glacier surface

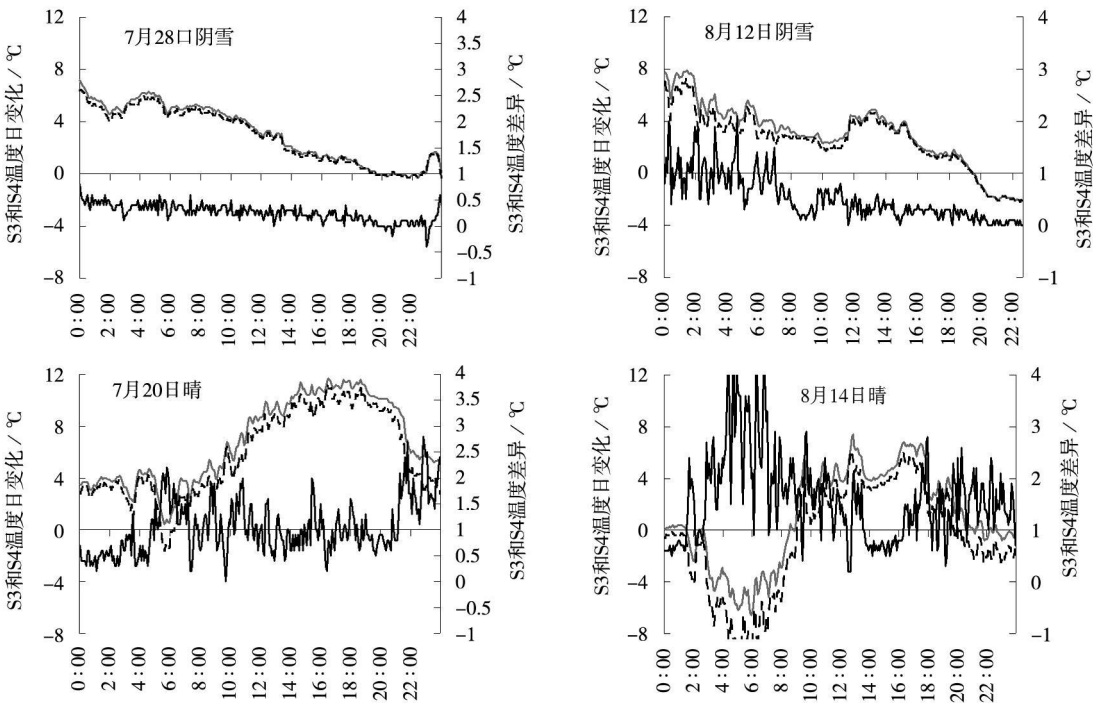


图 3 不同天气状况下的冰面逆温现象
(蓝色和红色虚线分别表示 S3和 S4站的日温度变化,黑色实线表示 S3—S4温度之差)

Fig 3 Temperature inversions at different weather condition
(Blue and red dashed line denote temperature variation of AWS S3 and S4 respectively, solid black line denotes the temperature difference between AWS S3 and S4)

晴朗的天气,逆温现象在夜间(主要是后半夜至早晨太阳升起之前这段时间)最为显著,白天随着太阳高度角的上升,冰面逆温现象逐渐减弱,到当地时间的中午以后上下层温度差异达到最小,然后再随着太阳的落山逆温现象又逐渐明显起来。而在阴天或者下雪的天气,冰面逆温现象随时间的变化规律不太明显,但总的看来也是夜间逆温比白天明显(图略)。夜间冰面逆温更加显著的现象也可以从表1中昼夜温差数据中反映出来,整个观测期间夜间的上下层平均温差 0.71°C ,大于白天的平均温差 0.64°C 。

2.3 温跃现象

温跃现象即温度“跃动”,指温度随平面空间或随高度的突变现象。特别是在由非冰川表面过渡到冰川表面时,温度梯度突然增大,甚至接近或超过干绝热梯度的现象^[16]。这种温跃现象,主要是由于冰川的冷却作用加大了气温差异所致^[23]。从本次观测5个自动气象站的资料来看(图4),处于同一性质的下垫面上的自动站之间的温度垂直递减率差异不大,如DXG站与S₂和S₁之间的温度垂直递减率分别是 $-0.59^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 和 $-0.66^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 而同

处于冰川表面的S₃与S₁之间的温度垂直递减率仅为 $-0.57^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 比自由大气的温度垂直递减率还要小一些。不同性质的下垫面上的自动站之间的温度垂直递减率比自由大气的温度垂直递减率要大得多。例如,位于冰舌上部的S₃与位于冰舌前端的S₁之间的温度垂直递减率30d的平均值为 $-1.37^{\circ}\text{C}/100\text{m}$;这个结果比白重瑗根据1983年7月5日~20日观测资料求得的冰舌中上部的温度垂直递减率 $-1.176^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 还要大^[3]。位于冰川上部的S₃与S₁之间为 $-1.04^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 也大于自由大气中 $-0.67^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 的温度垂直递减率。位于冰川表面的S₃与距离冰川末端约500m处草垫上的S₂之间的温度垂直递减率则更大,分别为 $-1.08^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 和 $-1.43^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。如此大的温度垂直递减率表明,对于同一对流云团来说,不管它以干绝热还是湿绝热方式从非冰川下垫面上空上升到冰川下垫面上空,冰川下垫面始终是一个冷源,较大的温度差异很可能会加速暖湿气团从非冰川下垫面向冰川下垫面的流动,对暖湿气团起到了一种类似“吸拉”的作用,也为冰川上空成云致雨(雪)创造了条件。

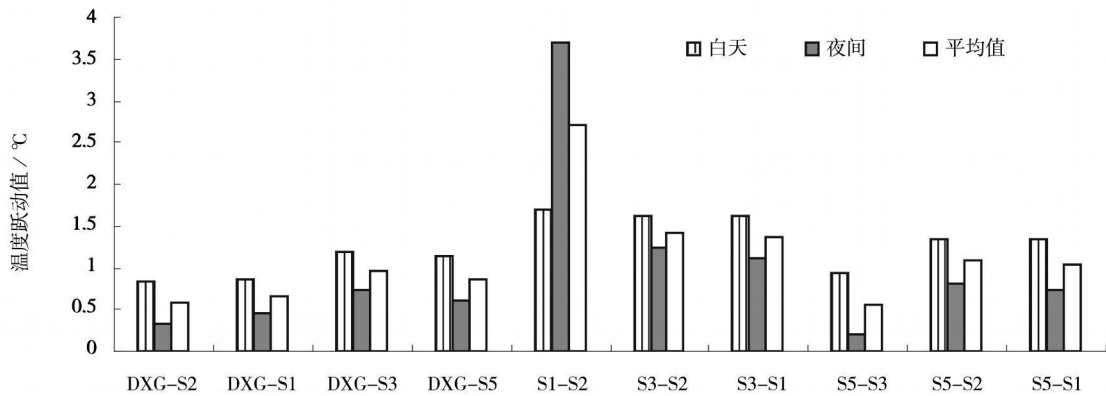


图4 不同站点之间的温度跃动值

Fig.4 Temperature jump values between different AWSS

按照白天和黑夜对各个自动气象站之间的温度垂直递减率进行统计计算,从结果可以看到,除S₂和S₁之间外,其他各个自动气象站之间的温度垂直递减率都遵循基本相同的规律,即白天大、夜间小,这与本地区的局地对流天气的发展过程是一致的^[24]。比较特殊的是,均位于非冰川表面的S₂和S₁之间的相对高度差仅有7m但它们之间的温度差异却非常大,如平均垂直递减率高达 $-2.69^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 说明处于冰川前端的S₁受到沿冰川表面下

沉流动的冷空气(冰川风,后面的2.5节还要详细论述)的影响非常明显,尤其是在夜间,冰川表面的下沉气流聚集在冰舌前缘的冰川与冰碛物包围形成的小盆地之中,使得S₁处的夜间平均温度比S₂处低 0.26°C ,导致S₂与S₁之间的夜间温度垂直递减率高达 $-3.71^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。

2.4 相对湿度

位于冰面和非冰面上空1.5m处的5个自动气象站的相对湿度记录没有表现出很明显的差异,观

测期间的相对湿度平均值在 64% ~69%之间, 且它们的变化趋势也非常一致。总的来说各站相对湿度在晴天小, 而雨雪天气大。但位于冰川表面上同一位置但不同高度上的自动站记录显示, 冰川表面上下层之间存在明显的相对湿度的差异。如图 5显示, S₃和 S₄的湿度传感器分别位于冰面上 1.5 m处和 0.5 m处, 在大部分时间 (76.53%) , 1.5 m处的相对湿度<0.5 m处的相对湿度, 即冰川表面上干下湿, 这段时间内上层平均相对湿度要比下层低4%; 有 13.38%的时间上下层相对湿度一致, 仅有 10.08%的时间上层相对湿度大于下层相对湿度, 而

这段时间内上层平均相对湿度要比下层高 1%。在晴朗的天气, 冰面上相对湿度小但波动幅度较大, 如 7月 30日和 8月 14日冰面相对湿度日平均值分别为 37%和 35%, 在 10% ~80%之间波动, 而上下层之间的差值波动也较大, 在 -20% ~5%之间波动, 日差异平均值分别 -5.3%和 -7.7%; 而雨雪天气, 冰面上相对湿度大但波动幅度较小, 如 7月 28日和 8月 12日冰面相对湿度日平均值均为 84%, 在 60% ~100%之间波动, 而上下层之间的差值波动也很小, 波动幅度基本上不超过 5%, 日差异平均值分别为 -0.3%和 -1.3%。

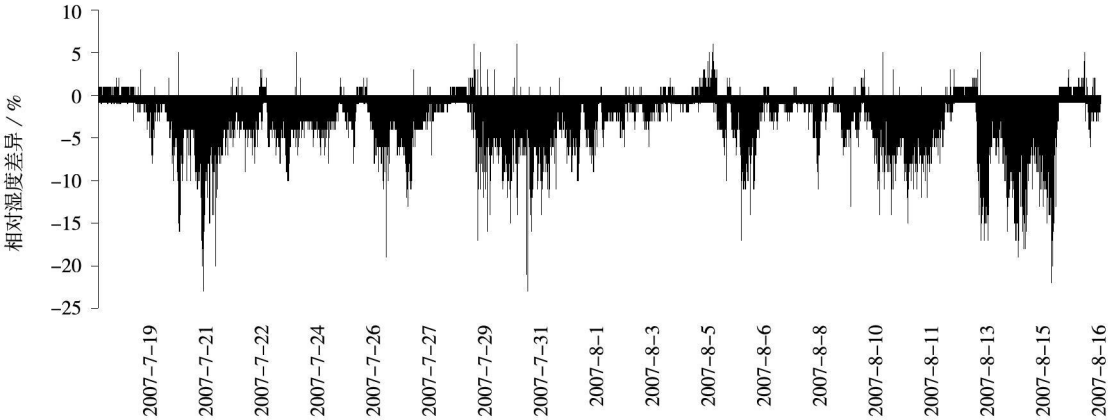


图 5 冰川表面 1.5 m处和 0.5 m处相对湿度的差异 (S₃—S₄)

Fig 5 Relative humidity differences betweenAWS S₃ (1.5 m) and S₄ (0.5 m)

2.5 冰川风

冰川风也是由于冰川的致冷作用形成的一种气流现象。由于冰川的致冷作用, 使近冰面空气冷却下沉, 密度较大的冷空气沿冰川表面向下流动就形成了冰川风。冰川风的大小与冰川规模、天气状况有关^[11-12]。

沿冰川流动方向从下而上, 四个自动气象站的风向玫瑰图如图 6所示。总的看来观测期间冰川上各站自始至终受到冰川风和地形的影响。S₃位于冰川最上部接近冰川积累区, 这里的风向以南北向为主, 而自冰川积累区沿冰面向下的偏南风 (这里指 SW、SSW、SSE和 SE风向总和, 下同) 与沿冰面向上吹的偏北风 (这里指 NW、NNW、NNE和 NE风向的总合, 下同) 占全部风向总频率的比例分别为 45.3%和 25.5%, 显然偏南风更占主导优势; 位于冰川中下部的 S₄风向也是以偏南风为主导风向, 偏南风 and 偏北风分别占全部风向总频率的 48.3%和 25.7%。与 S₃相比, 这里风向主导 (SSW)与冰川流动方向更加一致; 与 1号冰川末端流动方向和

冰川谷地方向一致, 位于冰川末端 S₁自动气象站的风向转为东西向为主导风向, 而偏西风 (这里指 WSW、W和 WNW风向总和, 下同) 的比重 (42.6%) 比偏东风 (这里指 ENE、E和 ESE风向总和, 下同) 的比重 (35.6%) 稍大, 表明观测时段内该处的风向是从冰面向下吹向冰川谷地的冰川风稍占优势; 距离冰川末端稍远一些的 S₂处的风向与 S₁一样, 仍然以东西向为主, 但与 S₁相比, 沿谷地向上的偏东风的比重稍微增加, S₂处偏东风和偏西风的风向频率分别占全部风向总频率的 37.5%和 43.8%。

通过分析 4个自动气象站风向的日变化, 可以看到在不同的位置上风向的日夜变化规律是不一致的。按照白天和黑夜对各个自动气象站的风向进行划分和统计。结果显示位于冰川中上部的 S₃和 S₄站不论白天还是夜间, 主导风向均是沿冰川表面向下吹的冰川风 (偏南风)。其中, S₃白天偏南风 and 偏北风的比例分别是 45.4%和 27.5%, 夜间偏南风 and 偏北风的比例分别是 43.4%和 24.7%; S₄白天偏南风 and 偏北风的比例分别是 40.3%和 30.5%, 夜间

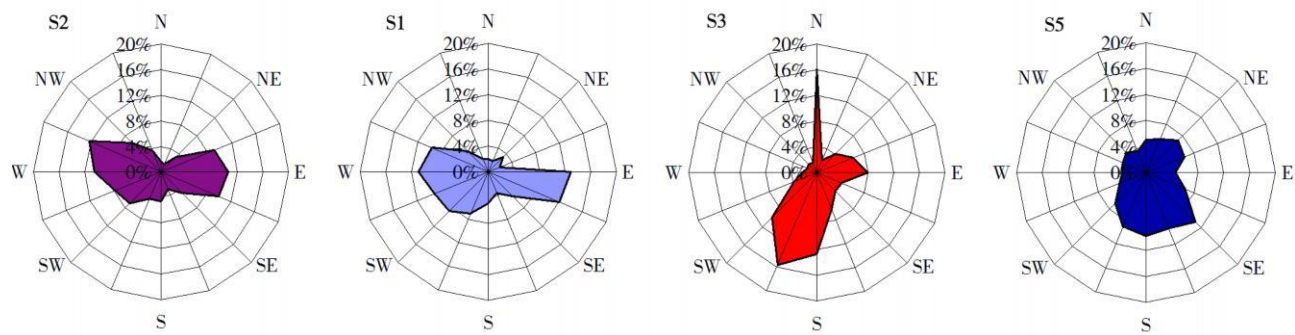


图 6 四个自动气象站的风向玫瑰图

Fig 6 Wind rose Chart at four AWSS

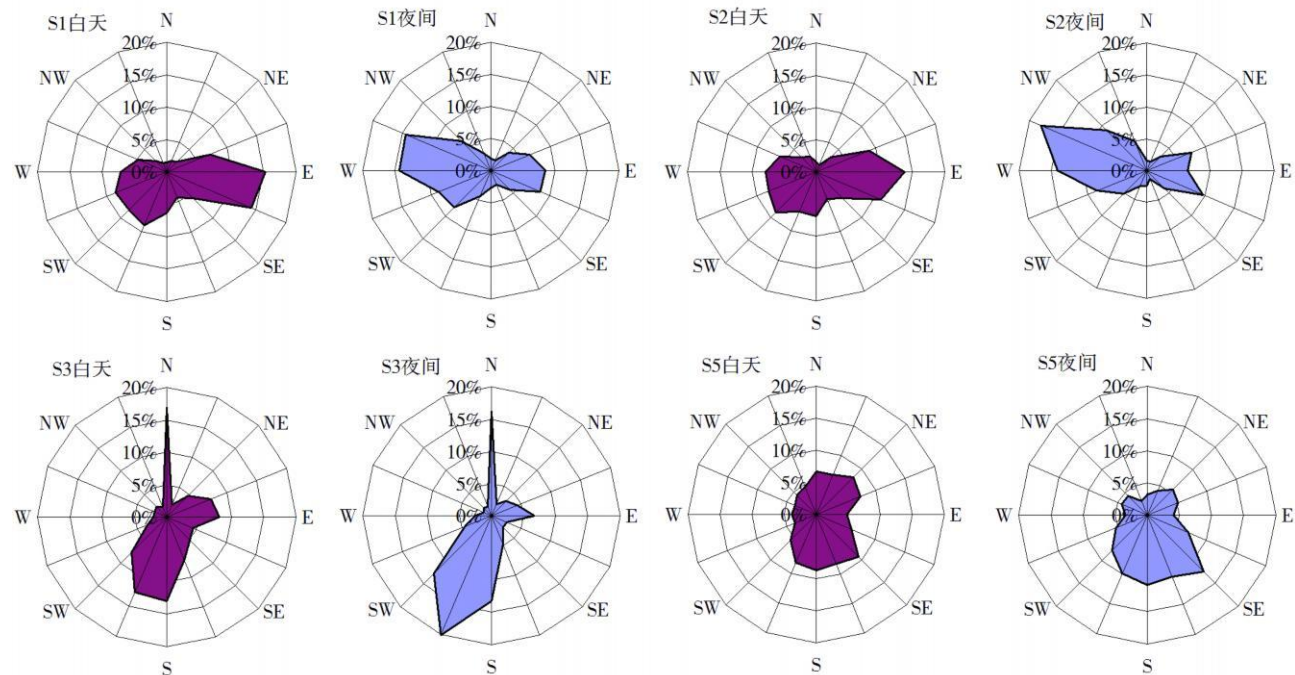


图 7 4个自动气象站的白天和夜间的 风向玫瑰图

Fig 7 Wind rose chart at four AWSS in day and night

偏南风 和 偏北风 的比例 分别是 51.1% 和 19.7%。显然, 在 夜间 这两个 站点 以下 降 的 冰 川 风 (偏 南 风) 占 绝对 优势, 相 对 于 夜 间, 这 两个 站 点 白 天 沿 冰 面 上 升 的 风 向 比 例 比 夜 间 稍 微 大 一 点, 但 下 降 的 冰 川 风 仍 然 是 占 优 势 的。而 位 于 冰 川 末 端 的 S₁ 和 冰 川 谷 内 的 S₂ 自 动 气 象 站, 相 反 的 风 向 频 率 在 白 天 和 夜 间 互 占 优 势, 即 白 天 这 两 个 站 以 沿 谷 地 向 冰 川 表 面 吹 的 谷 风 (偏 东 风) 稍 占 优 势, 而 夜 间 则 以 与 白 天 相 反 的 沿 冰 川 表 面 吹 向 冰 川 谷 地 的 冰 川 风 (偏 西 风) 占 绝对 优势 (图 7)。在 白 天, S₁ 站 偏 东 风 与 偏 西 风 的 比 例 分 别 是 44.6% 和 31.5%, S₂ 站 偏 东 风 与 偏 西 风 的 比 例 分 别 是 42.6% 和 33.9%; 而 到 了 夜 间, S₁ 站 偏 东 风 与 偏 西 风 的 比 例 分 别 是 31.9% 和 52.2%, S₂ 站 偏 东 风 与 偏 西 风 的 比 例 分 别 是 31.0% 和 54.5%。

从 风 速 统 计 结 果 来 看, S₁、S₂、S₃、S₅ 4 个 站 的 平均 风 速 基 本 在 2 m/s 左 右, 非 冰 川 下 垫 面 上 的 风 速 稍 大 于 冰 川 下 垫 面 上 的 风 速, 风 速 有 从 冰 川 末 端 向 冰 川 中 上 部 逐 渐 减 小 的 趋 势。在 不 同 方 向 上 的 主 导 风 速、日 平 均 风 速 等 变 化 都 不 大, 没 有 明 显 规 律 性, 这 里 就 不 再 详 细 描 述。

2.6 降 水

造 成 天 山 乌 鲁 木 齐 河 源 区 降 水 的 天 气 过 程 可 以 分 为 三 类: 高 空 槽 前, 地 面 冷 锋 入 侵; 高 空 西 风 带 小 波 动 和 地 面 闭 合 小 高 压 掠 过; 高 空 脊 控 制 下 的 天 气^[24]。这 里 笼 统 地 把 前 两 类 天 气 过 程 归 为 系 统 性 天 气 过 程, 把 后 一 类 归 为 局 地 对 流 性 天 气。冰 川 下 垫 面 的 致 冷 作 用 对 系 统 性 天 气 过 程 带 来 的 降 水 基 本 起 不 到 影 响 作 用 (这 里 不 讨 论 地 形 对 降 水 的 影 响)。

而只对局地对流性天气过程的降水产生影响。本文在上述基础上分析河源区不同地点的降水情况。

对河源区 DXG、S₂、S₁、S₃ 4个站 7月18日 8:00~8月16日 20:00的降水量按照白天(8:00~20:00)和夜间(20:00~次日 8:00)进行了整理和计算(表2)。从该时段的降水总量看,上述4个气象站记录到的降水总量有随高度逐渐减少的趋势。但考虑到本地区在降雪的情况下降水量观测误差增大^[17-18],首先把负温情形下的降水量去除,即如果各个观测时段内(12 h)有一个以上的自动站平均温度低于0℃,那么四个自动站在该时段的降水量均不列入计算范围;然后在冰川下垫面的致冷作用对系统性天气过程带来的降水不起影响作用的假定条件下,把系统性天气过程带来的降水量去除(这里把四个自动站12 h记录同时超过10 mm的降水量作为系统性天气过程带来的降水)。最终结果显示,局地对流性降水并没有出现随海拔高度的升高而降低的现象,而是随海拔升高而逐渐增大,到冰川末端(S₁)处达到最大,而这里正是冰川致冷作用导致的温跃值最大之处;然后从冰舌前缘沿冰川表面上降水量又有所减少,但冰面上S₃处的局地对流性降水降水量仍然比DXG要大。这里值得指出的是,随着海拔高度的升高,降水中以雪的形式出现的比重逐渐加大,如作者几次观测到尽管气温高于0℃,冰川表面的降水仍然以降雪的形式出现,这就增大了该处降水量的观测误差,因此不排除冰川表面的实际降水量比本文给出的观测值要更大一些的可能性。上述数据表明冰川下垫面的致冷效应对局地对流性降水产生了一定的影响,使降水量似乎随着与冰川距离的接近而增大,但更确切的结论还需要用其他更为准确的观测方式和观测值来得出^[17-19]。

表2 乌鲁木齐河源区不同站点的降水量
(2007年7月18日~8月16日)

自动站编号	DXG	S ₂	S ₁	S ₃
降水总量/mm	141.1	134.2	134.4	100
去除负温天气后降水量/mm	109.4	115	123	99.2
去除系统性天气过程降水量/mm	53.8	69.2	77.2	61.6
白天降水量/mm	35.4	53.6	61.4	53.2
夜间降水量/mm	18.4	15.6	15.8	8.4
日/夜降水量比率/%	192.3	343.6	388.6	633.3

从表2中还可以看到,局地对流性降水主要发生在白天,白天与夜间降水量的比率随海拔高度的上升迅速增大,到冰川中部其比率更高达63:1,这与河源区对流性天气的发展过程一致^[24],也表明冰川下垫面的致冷效应对局地对流性降水产生的影响是白天大于夜间。

3 结论

通过对天山乌鲁木齐河源区1个月的气象观测的计算分析,结果表明冰川下垫面的存在对该区域的小气候产生了比较明显的影响。如冰川的致冷效应使冰面与非冰面之间存在明显的温跃现象,从冰川谷地到冰舌末端的气温垂直递减率最大,可达-2.69℃/100 m,是自由大气中的平均气温垂直递减率的3倍多,冰舌末端到冰川中部的气温垂直递减率也高达-1.37℃/100 m。冰雪的高辐射特征使得冰川表面1.5 m以下存在非常显著的逆温现象,1.5 m处比0.5 m处的气温(取30 d平均)高0.67℃。观测期间各自动站风向主要受到冰川风和地形的影响。冰面上两个站点始终以沿冰面下降的风(冰川风)为主,而非冰川下垫面上两个自动气象站的风向除受到冰川风和地形的双重影响而改变主导方向外,白天和夜间的主要风向频率也发生变化,在白天以沿谷地向冰川表面吹的谷风稍占优势,而夜间则以沿冰川表面吹向冰川谷地的冰川风占更大优势。

冰川下垫面的致冷效应导致的温跃现象、冰面逆温以及冰川风等很可能对局地对流性降水产生了一定程度的影响。几个自动气象站的降水数据分析表明,局地对流性降水量并没有出现随海拔高度的升高而降低,而是逐渐升高,到冰川末端达到最大,似乎出现随着与冰川距离的接近而增大的现象。对这一问题的深入探讨还需要大量更为细致和准确的观测和研究工作。

致谢:感谢中国科学院天山冰川观测试验站全体人员在野外考察和观测期间的无私帮助;感谢新疆气象局大西沟气象站观测人员提供2007年7~8月份部分自动气象站资料。金爽同学、中国科学院冰冻圈科学国家重点实验室的刘宇硕和杜文涛同学在自动气象站维护和数据采集方面做了大量的工作,在此深表谢意。

参考文献 (References)

[1] BARRY R G 安顺清, 王长根译. 山地天气和气候 [M]. 北京: 气象出版社, 1988 165—245 [BARRY R G Mountain weather and climate[M], Methuen & Co Ltd 1981]

[2] KUKLA G Snow covers and climate [C] // KUKLA G HECHTA WIESNET D eds Snow watch 1980 World Data Center A—Glaciology University of Colorado Boulder 1981.

[3] 白重媛. 冰川与气候关系的研究 [J]. 冰川冻土, 1989 11(4): 287—309. [BAI Chongyuan A study of relationship between climate and mountain glaciers [J]. Journal of Glaciology and Geocryology 1989 11(4): 287—309]

[4] 陈恩久. 天山冰川小气候特征 [J]. 地理, 1963 5: 193—200. [CHEN Enjiu The microclimate characteristics of Tianshan glaciers [J]. Geography 1963 5: 193—200]

[5] 陈金玺, 肖铤. 天山胜利达坂 1 号冰川夏季小气候 [C] // 新疆维吾尔自治区科学技术委员会, 新疆冰川积雪研究文集, 1964 137—145 [CHEN Jinxi XIAO Shu The summer microclimate of glacier No 1 Shengli Daban Tianshan [C] // Science and Technology committee of Xinjiang Uygur Autonomous Region Collections of glacier and snow study in Xinjiang 1964 137—145.]

[6] 张东启, 周尚哲. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川对降水影响的定量分析 [J]. 冰川冻土, 2000 22(3): 243—249 [ZHANG Dongqi ZHOU Shangzhe Quantitative analysis of the glacial effect on precipitation of Glacier No 1 at the headwaters of the Urumqi River Tianshan Mountains [J]. Journal of Glaciology and Geocryology 2000 22(3): 243—249]

[7] 李跃清, 刘辉志, 冯健武, 等. 高山草甸下垫面夏季近地层能量输送及微气象特征 [J]. 大气科学, 2009 33(5): 1003—1014. [LI Yueqing LU Hui zhi FENG Jianwu et al Characteristics of energy transfer and micrometeorology in the surface layer of the atmosphere in summer over the alpine meadow of the Tibetan Plateau [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences 2009 33(5): 1003—1014]

[8] 林之光. 地形降水气候学 [M]. 北京: 科学出版社, 1995 [LIN Zhiguang Climatology of topographic precipitation[M]. Beijing Science Press 1995.]

[9] 沈永平, 梁红. 高山冰川区大降水带的成因探讨 [J]. 冰川冻土, 2004 26(6): 806—809 [SHEN Yongping LIANG Hong High Precipitation in glacial region of high mountains in High Asia possible cause [J]. Journal of Glaciology and Geocryology 2004 26(6): 806—809.]

[10] 韩海东, 刘时银, 丁永健, 等. 科其喀尔巴西冰川的近地层基本气象特征 [J]. 冰川冻土, 2008 30(6): 967—975 [HAN Haodong LU Shiyin DING Yongjian et al Near surface meteorological characteristics on the Koxkar Baxi Glacier Tianshan [J]. Journal of Glaciology and Geocryology 2008 30(6): 967—975.]

[11] OERLEMANS J BJÖRNSSON H KUHN M et al Glaciometeorological investigations on Vatnajökull Ice land summer 1996 and o-

vernview [J]. Boundary—Layer Meteorology 1999 92 3—26

[12] SODERBERG S PARMHED Q Numerical modeling of Katabatic flow over a melting outflow glacier [J]. Boundary-Layer Meteorology 2006 120 509—534

[13] DING Yongjian Some glaciometeorological features on the north side of Mount Qogir (K2) Karakoram Mountain [J]. Annals of Glaciology 1992 16 67—72

[14] KONYA K MATSUMOTO T Influence of weather conditions and spatial variability on glacier surface melt in Chilean Patagonia [J]. Theor Appl Climatol Published online 02 Feb 2010 DOI 10.1007/s00704-009-0248-0

[15] GREUILL W KNAP W H SMEETS P C Elevational changes in meteorological variables along a midlatitude glacier during summer [J]. Journal of Geophysical Research 1997 102 25941—25954

[16] 刘潮海. 祁连山冰面气温的推算和温度跃动值的确定 [C] // 中科院兰州冰川冻土研究所集刊 (7). 北京: 科学出版社, 1992 34—39 [LU Chaohai Calculation of ice surface temperature and determination of temperature jump value in Qilian Mountain [C] // Memoirs of Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology Chinese Academy of Sciences No 7 Beijing Science Press 1992 34—39.]

[17] 杨大庆, 姜彤, 张寅生, 等. 天山乌鲁木齐河源降水观测误差分析及其改正 [J]. 冰川冻土, 1988 10(4): 384—399 [YANG Daqing JIANG Tong ZHANG Yinsheng et al Analysis and correction of errors in precipitation measurement at the head of Urumqi River Tianshan [J]. Journal of Glaciology and Geocryology 1988 10(4): 384—399.]

[18] 杨大庆, 施雅风, 康尔泗, 等. 天山乌鲁木齐河流域降水观测系统误差分析和修正 [C] // 乌鲁木齐河山区水资源形成和估算. 北京: 科学出版社, 1992 14—40 [YANG Daqing SHI Yafeng KANG Ersi et al Analysis and correction of systematic errors in precipitation measurement in the Urumqi River Basin Tianshan [C] // Formation and estimation of mountain water resources in the Urumqi River Basin Beijing Science Press 1992 14—40.]

[19] 张寅生, 康尔泗, 杨大庆. 乌鲁木齐河流域高寒区蒸发量观测试验研究 [C] // 乌鲁木齐河山区水资源形成和估算. 北京: 科学出版社, 1992 79—89. [ZHANG Yinsheng KANG Ersi YANG Daqing Experimental study on the evaporation in the high-altitude area of the Urumqi River Basin [C] // Formation and estimation of mountain water resources in the Urumqi River Basin Beijing Science Press 1992 79—89.]

[20] BAI Chongyuan YU Xinzhi Energy exchange and its influence factors on mountain glaciers in West China [J]. Annals of Glaciology 1986 6 154—157

[21] OHATA T BAI Chongyuan DING Langfu Heat balance study on glacier No 1 at head of Urumqi River Tianshan Mountains China [J]. Journal of Glaciology and Geocryology 1989 11(4): 298—323.

[22] BROEKE Van den MOMENTUM M R Heat and moisture budgets

- of the Katabatic Wind Layer over a mid-latitude glacier in summer [J]. J APPL Meteorol 1997, 36(6): 763—774
- [23] 施雅风, 黄茂桓, 任炳辉. 中国冰川概论 [M]. 北京: 科学出版社, 1988 21. [SHI Yafeng HUANG Maohuan REN Binghui An introduction to the glaciers in China[M]. Beijing: Science Press 1988 21.]
- [24] 王德辉, 张丕远. 天山乌鲁木齐河谷气候特征 [J]. 冰川冻土, 1985 7(3): 239—248. [WANG Dehui ZHANG Peiyuan. On the valley climate of Urumqi River in the Tianshan Mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology 1985 7(3): 239—248.]

Microclimate measurements related to glacier cooling effect at No. 1 glacier headwater of Urumqi River, Tianshan Mountains

ZHANG Dongqi¹, MING Jing², WEI Wenshan³

(1 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China; 2 Institute of Desert Meteorology, China Meteorological Administration, Urumqi 830002, Xinjiang, China; 3 National Climate Center, Beijing 100081, China)

Abstract: Glacier microclimate comes into being when there exist mountain glaciers in temperate latitudes and they interact with surrounding environment through the glacier cooling effect. Little studies focused on the glacier cooling effect. To study the characteristics of glacier microclimates related to glacier cooling effect, especially effects on local precipitation, five Automatic Weather Stations (AWS) were established at the surface of No. 1 glacier headwater of the Urumqi River, the Tianshan Mountains in July 2007, and basic meteorological data were collected for 30 days. The temperature and humidity characteristics and glacier cooling effect related phenomena are described and analyzed based on these data. One month observation data indicate that the existence of glacier surface has a distinct impact on local microclimate of the surrounding region, including local temperature, humidity, wind direction and convective precipitation. Temperature jump exists between glacier and non-glacier surface and the vertical temperature descending rate is $-1.37^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ from the glacial valley to the glacier tongue, which is much larger than that in free atmosphere ($\text{about } 0.67^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$). The temperature jump graduates away on the connatural surface such as glacier surface and alpine meadow. There is a distinct inversion layer between the heights of 1.5 m and 0.5 m on the glacier surface at most observation times; the average temperature at 0.5 m height is 0.67°C lower than that at 1.5 m height. The inversion layer was influenced strongly by cloud covers and wind speed. Generally, it is more distinct on clear days than on cloudy or snowing days and so forth on nighttime than on daytime. The relative humidity at 1.5 m height is smaller than that at 0.5 m height above the glacier surface and it varies in different weather conditions. Wind direction statistical analyses indicate that all AWS's wind directions were influenced by glacier breeze and topography during the observation period, and the glacier breeze dominates on the glacier surface with two AWS for whole day. In the glacial valley with two AWS, the valley wind and glacier breeze dominate alternately in the daytime and nighttime. The glacier cooling effect has a potential influences on local convective precipitation. A cursory partition method was applied to the precipitation data of the research region and the result indicates that the more closer to the glacier, the more convective precipitation occurs. But it's a complicated phenomenon, and the influence of topography is not excluded. More meticulous and precise observation and research work is necessary to discuss this topic in depth.

Key Words: No. 1 glacier, Headwater of Urumqi River, Tianshan Mountains, microclimate observation, glacier cooling effect